

# 周波数帯域を考慮した震源過程のインバージョン

久世益充<sup>1</sup>・杉戸真太<sup>2</sup>・能島暢呂<sup>3</sup>・柳生健治<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 正会員 博士(工学) 岐阜大学非常勤研究員 産官学融合センター (〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

<sup>2</sup> 正会員 工学博士 岐阜大学教授 流域圏科学研究センター (同上)

<sup>3</sup> 正会員 博士(工学) 岐阜大学助教授 工学部社会基盤工学科 (同上)

<sup>4</sup> 正会員 修士(工学) (株)イビソク (〒503-0854 岐阜県大垣市築捨町 3丁目 102番地)

工学的基盤における非定常地震動予測モデル EMPR を用いた震源過程(断層面上の地震動パワー放出の相対比率)推定法を検討した。具体的には、EMPRにより算定される加速度包絡波形並びに周波数帯域を考慮した地震動パワーの時刻歴を用いて、断層面上の地震動パワー放出の相対比率の推定を試みた。なお、ここで得られる相対比率は、すべり量分布の相対比率のほぼ0.4乗と等価なものである。加速度包絡波形を用いた震源過程推定に基づき算定した計測震度が観測値に近づいていることが確認できた。さらに、着目する周波数帯域ごとでみたアスペリティの違いを明らかにするため、各周波数帯域ごとのパワーの時刻歴に着目した解析を行った。その結果、周波数帯域により断層面上のパワーの相対比率が大きく異なることを確認できた。

**Key Words:** inversion, 1999 Chi-Chi Taiwan Earthquake, evolutionary power spectra, frequency dependent asperity

## 1. はじめに

震源域近傍の地震動を高い精度で予測するためには、その震源過程を精度良く推定することが不可欠である。Hertzell and Heaton<sup>1)</sup>は、変位波形や遠地実体波といった長周期波形を用いて、断層面上のすべり量分布をインバージョンにより推定する手法を提案した。また、Kakehi and Irikura<sup>2)</sup>は地震被害に影響の大きい短周期成分の生成域を推定するため、加速度波形を用いたインバージョン法を提案した。このとき、振幅の変動が激しい加速度波形をそのままインバージョンに用いるのは適切ではないと判断し、加速度包絡波形を対象として解析している。Kakehi and Irikuraの手法は、経験的グリーン関数法により合成した波形を用いたインバージョン法であるが、経験的グリーン関数を評価するには本震の震源域内で発生した余震や過去の小地震記録が必要である。従って、このような小地震記録が得られていない場合には当該手法を適用することが難しい。

これに対し、Nakahara et al.<sup>3),4)</sup>は、断層パラメータから理論的に算出した波形にバンドパスフィルターをかけた包絡関数を対象として、断層面上の震動エネルギーの放出パターンに着目する周波数帯域ごとに推定する手法を開発した。この結果、1994年三陸はるか沖地震、1995年兵庫県南部地震を対象として、着目する周波数帯域による断層面上の震動エネルギーの放出パターンの違いについて明らかにしている。

このようなNakahara et al.の検討結果を踏まえれば、Sugito et al.<sup>5)</sup>の非定常地震動予測モデルEMPRにより

る加速度波形が、短周期成分に着目した震源過程推定(断層面上の地震動パワー放出の相対比率)に適用可能であると推察される。

EMPRは1995年兵庫県南部地震を含む国内の強震記録の基盤地震動データセットに基づいて開発された地震動予測法であり、工学的基盤レベルでの平均的な地震動特性を有する各要素断層からの非定常パワースペクトル<sup>6)</sup>を重ね合わせることで加速度波形を得る手法である。周波数ごとに算出される非定常パワースペクトルを対象としていることから、後述の周波数帯域を考慮した震源過程推定法の開発も可能である。さらに、余震などの震源域近傍で発生した小地震記録が得られていない場合にも適用でき、予測に含まれる不確定性も評価されていることから、工学的に有用な手法の一つである。

以上のことから、EMPRに基づき算出した加速度波形ならびに周波数帯域ごとの地震動パワーの時刻歴を用いた震源過程推定法を検討した結果を報告する。具体的には、1999年台湾集集地震の観測記録とEMPRにより算定した合成波形を用いて、図-1に示すような断層面上の地震動パワー放出の相対比率を推定した。なお、相対比率は「断層面全域より放出される地震動パワーに対する、断層の各領域からの寄与率」と定義する。

本報告で用いるEMPRは、大規模断層による非定常スペクトルをいくつかに分割されたM=6程度に相当する小断層からの非定常スペクトルを時間軸上で重ね合わせることで地震動を算定する。この重ね合わせ個数は、大規模断層と小規模断層の各地震モーメントの比のほぼ0.4乗に比例することが統計的に明らかにされている<sup>5)</sup>。

従って、EMPR ではアスペリティは地震動パワーの相対比率で与えられ、断層面の剛性が一樣であれば相対比率はすべり量分布のほぼ 0.4 乗と等価値である。

以下、EMPR により算定される加速度包絡波形を用いた震源過程推定法とその適用例について述べる。次に、Nakahara et al. にない、周波数帯域毎による地震動パワーの時刻歴を用いたインバージョンについて検討した結果を示す。

## 2. 加速度包絡波形による震源過程推定法

### (1) 推定法の概要

本章では、観測波形と EMPR から算出される加速度包絡波形を用いて、インバージョンによる震源過程の推定手順について述べる。加速度包絡波形による震源過程の推定手順を図-2 に示す。ここでは、断層面や走向・傾斜角などの断層位置は与えられているものと仮定する。図-2 の手順に従い、STEP I では地震モーメント  $M_0$ 、断層の破壊伝播速度  $v_r$  を推定し、STEP II では EMPR における非正常スペクトルの重ね合わせの相対的なパワーの比率を推定する。

### (2) 地震動パワーと地震動継続時間に基づく地震モーメント、断層の破壊伝播速度の推定

STEP I では、各観測地点の記録から算出される地震動パワー  $P_T$  と地震動継続時間  $t_{90}$  を用いて、久世ら<sup>8)</sup> の手法により地震モーメント  $M_0$ 、断層の破壊伝播速度  $v_r$  を推定する。なお、STEP I では、断層面上のパワー放出は一樣としている。地震動パワー  $P_T$  は、図-3、式(1)に示すように加速度記録の二乗和で定義され、地震動継続時間  $t_{90}$  は同図に示すように地震動パワーの累積値が 5% ~ 95% までの時間で定義される。

$$P_T = \int_0^T \{x(t)\}^2 dt \quad (1)$$

ここに、 $P_T$  は地震動パワー ( $\text{cm}^2/\text{sec}^3$ )、 $x(t)$  は加速度

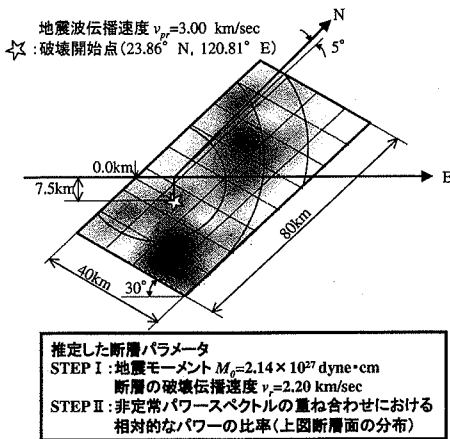


図-1 台湾集集地震の想定断層面と断層パラメータ (Yagi and Kikuchi<sup>7)</sup> を参考に設定)

時刻歴 ( $\text{cm}/\text{sec}^2$ )、 $t$  は時刻 ( $\text{sec}$ )、 $T$  は記録が観測された時間 ( $\text{sec}$ ) である。

STEP I では  $M_0$  の大小、 $v_r$  の遅速の影響が  $P_T, t_{90}$  に現れると考え、以下の手順によりシミュレーション波形、観測波形よりそれぞれ算出した各地点の  $P_T, t_{90}$  のばらつきが最小となるように  $M_0, v_r$  を算出することとした。

- i) 地震モーメントの初期値  $M_0$  と断層の破壊伝播速度の初期値  $v_r$  を設定する。  $M_0$  は断層面積、平均すべり量、断層のせん断剛性より与えられるが、マグニチュード  $M$  のみ与えられる場合は、例えば次の換算式<sup>9)</sup>を用いて設定する。

$$\log_{10} M_0 = 17.0 + 1.3 \cdot M \quad (2)$$

ここに、 $M$  はマグニチュード、 $M_0$  は地震モーメントの初期設定値 ( $\text{dyne} \cdot \text{cm}$ ) である。なお、台湾集集地震の適用例では、 $M_0$  は菊地・山中<sup>10)</sup> の解析結果より初期値を  $M_0 = 2.40 \times 10^{20} (\text{N} \cdot \text{m})$  とした。

- ii) 図-1 に示す断層面や走向・傾斜角などのパラメータを用いて、EMPR により各観測地点でのシミュレーション波形を算定する。算定した波形より、各地点の地震動パワー  $P_{Ti}$ 、地震動継続時間を  $t_{90i}$  を求める (添字  $i$  は、EMPR を用いて算定したシミュレーション波形による値を示す)。
- iii) 観測点  $i$  の波形記録より算出した地震動パワー  $P_{Ti}$ 、

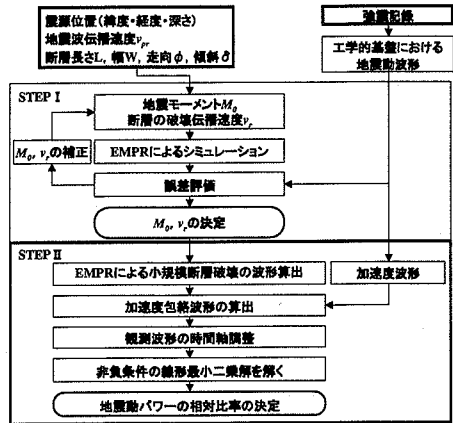


図-2 加速度包絡波形による震源過程の推定手順

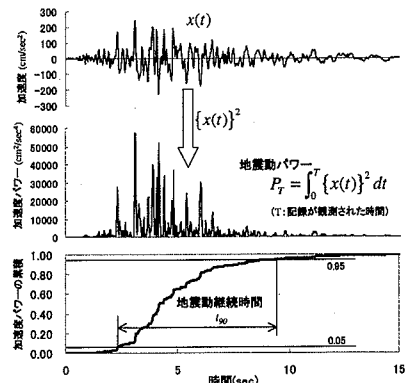


図-3 地震動パワー  $P_T$ 、地震動継続時間  $t_{90}$  の定義

地震動継続時間  $t_{90_i}$  と ii) より得られた  $P_{T_i}^e$ ,  $t_{90_i}^e$  から誤差評価を行う。誤差が大きな場合、地震モーメント  $M_0$ , 断層の破壊伝播速度  $v_r$  を式 (3), (4) により補正<sup>8)</sup>, 各地点の地震動パワー及び地震動継続時間の二乗平均誤差が 5% 以下, または式 (4) の補正係数  $\alpha, \gamma$  が  $1 \pm 0.05$  になるまで繰り返す。

$$M_0 = \frac{M_{0_0}}{\alpha}, \quad v_r = \gamma \cdot v_{r_0} \quad (3)$$

$$\alpha = \left( \frac{\sum_{i=1}^n \left( \frac{P_{T_i}^e}{P_{T_i}} \right)}{n} \right)^{1.222}, \quad \gamma = \frac{\sum_{i=1}^n \left( \frac{t_{90_i}^e}{t_{90_i}} \right)}{n} \quad (4)$$

ここに,  $\alpha, \gamma$  はそれぞれ  $M_0, v_r$  の補正係数,  $n$  は観測地点数である。

### (3) 加速度包絡波形による震源過程推定

本節では, 加速度包絡波形のインバージョンについて述べる。図-1 に示す断層位置と STEP I により推定した  $M_0, v_r$  を用いて, EMPR により合成した加速度包絡波形と観測記録より得られた加速度包絡波形のインバージョンにより各小断層ごとの地震動パワーの相対比率を求める。以下にインバージョンの手順を示す。

- i) 想定断層を小断層に分割し, EMPR により小規模断層破壊による加速度波形とそれを合成した波形を求める。小規模断層の加速度波形は次式より得られる。

$$x_{s_{ij}}(t) = \frac{N_G(M_0)}{N_x \cdot N_y} \sum_{k=1}^m \left\{ \beta(f_k, M_0) \sqrt{4\pi \cdot G_{ij}(t, 2\pi f_k) \Delta f \cos(2\pi f_k t + \phi_k)} \right\} \quad (5)$$

ここに,  $x_{s_{ij}}(t)$  は小規模断層 ( $i, j$ ) による加速度波形,  $i$  は断層の長さ方向の要素番号,  $j$  は断層の幅方向の要素番号,  $m$  は周波数の分割数,  $N_G(M_0)$  は EMPR における  $M = 6$  相当の非正常パワースペクトルの重ね合わせ数 (非整数),  $N_x$  は断層の長さ方向の分割数,  $N_y$  は断層の幅方向の分割数,  $\beta(f_k, M_0)$  は非正常パワースペクトルの重ね合わせ数を全ての振動数で一定値  $N_G$  とすることによる周波数依存の補正係数,  $G_{ij}(t, 2\pi f_k)$  は時刻  $t$ , 周波数  $f_k$  による小規模断層 ( $i, j$ ) の非正常パワースペクトル,  $\Delta f$  は周波数の刻み幅,  $\phi_k$  は  $t = 0$  における位相 ( $0 \sim 2\pi$  の一様乱数) である。

- ii) 観測波形, 合成波形, 小規模断層破壊による加速度波形について包絡波形をそれぞれ算出する。ここでは, 加速度波形を二乗して平滑化し, 平方根をとったものを加速度包絡波形としている。算出された観測包絡波形, 合成包絡波形, 小規模断層の包絡波形をそれぞれ  $A_o(t), A_{syn}(t), A_s(t)$  とする。
- iii)  $A_o(t)$  と  $A_{syn}(t)$  の時間軸調整を行う。具体的には,  $A_o(t), A_{syn}(t)$  それぞれの時間軸上の図心を求め, 両者が一致するように  $A_o(t), A_s(t)$  の立ち上がり時間を調整する。このとき, 観測波形の中に反射波

などの影響が現れていることを考慮して, 地震動パワーの 0 ~ 95% までの時間を解析対象とする。

- iv)  $A_o(t)$  と  $A_s(t)$  について, 次式により地震動パワーの相対比率  $r$  を  $r \geq 0$  の非負条件により線形最小二乗解を求める<sup>11)</sup>。

$$\begin{bmatrix} A_{s_{11}} & A_{s_{12}} & \cdots & A_{s_{1m}} \\ A_{s_{21}} & A_{s_{22}} & \cdots & A_{s_{2m}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ A_{s_{n1}} & A_{s_{n2}} & \cdots & A_{s_{nm}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_m \end{bmatrix} \cong \begin{bmatrix} A_{o_1} \\ A_{o_2} \\ \vdots \\ A_{o_n} \end{bmatrix} \quad (6)$$

ここに,  $m$  は小断層数,  $n$  は観測波形データの総数,  $A_{s_{pq}}$  は小断層  $q$  番目, 時刻  $p$  番目の小規模断層の包絡波形データ,  $A_{o_p}$  は  $p$  番目の観測包絡波形データ,  $r_q$  は小断層  $q$  における非正常スペクトルの重ね合わせにおける相対的なパワーの比率である。

### 3. 加速度包絡波形による地震動パワーの相対比率推定結果

本章では, 加速度包絡波形のインバージョンによる震源過程推定法の適用例として, 1999 年台湾集集地震の観測記録<sup>12)</sup> を用いた地震動パワーの相対比率推定結果を示す。図-4 に選定した観測地点, 想定断層面, 地表断層を示す。推定に使用した観測記録は 21 地点, 水平 2 成分の合計 42 個の地表で観測された加速度記録である。EMPR は工学的基盤面を対象としているので, 地表の記録を基盤面相当に変換して用いるのが望ましいが, 観測地点の地盤データがないため, ここでは地表の記録を使用した。図-1 の断層パラメータと観測記録を用いて, STEP I により地震モーメント  $M_0 = 2.14 \times 10^{20}$  (N · m), 断層の破壊伝播速度  $v_r = 2.20$  (km/sec) が得られた。STEP II の加速度包絡波形のインバージョンによる地震動パワーの相対比率推定結果を図-5 に示す。比較のため, Yagi and Kikuchi<sup>7)</sup> の解析結果を図-6 に示す。図-5, 図-6 を見ると, アスペリティの大きな領域が図-5 では断層左側, 図-6 では断層右上部に分布しており, 両者の分布形状に違いが見られる。

EMPR は 0.13Hz ~ 10.03Hz を対象とした地震動予測モデルであるが, 図-5 は加速度包絡波形による推定結果

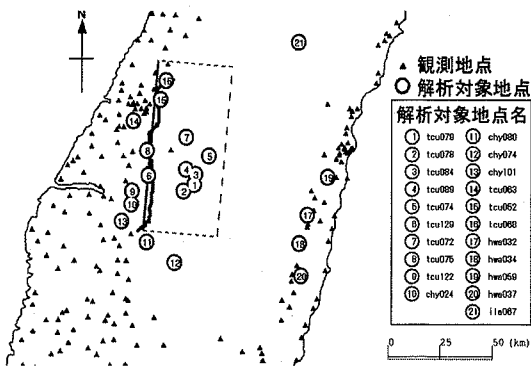


図-4 強震観測地点と断層位置

であることから、比較的短周期成分に着目した推定結果である。これに対して、図-6はIRIS-DMC及び台湾中央気象局の記録から算出した変位波形による比較的長周期成分の推定結果であることから、分布形状の違いは着目する周波数帯域の違いが現れているものと考えられる。

観測波形、合成波形について、2(3)の方法により算出した包絡波形の比較結果を図-7に示す。tcu068地点は図-4に示したように震源域近傍の地点であり、地震動パワーの相対比率の影響を受けやすい地点と考えられる。図より、地震動パワーの相対比率を一定にして合成した(a)よりも、インバージョン結果に基づき合成した(b)のほうが観測記録に近づいていることが確認できる。

図-8に、観測記録による計測震度とインバージョンに

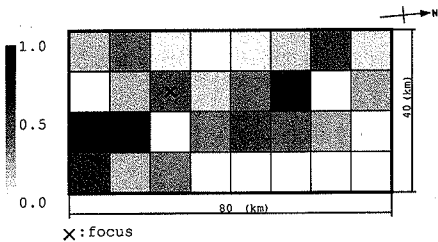


図-5 加速度包絡波形のインバージョンによる地震動パワーの相対比率

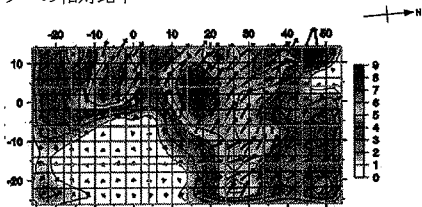
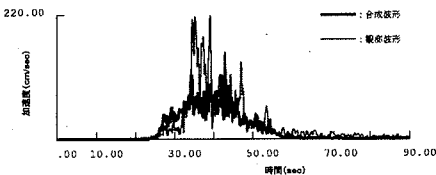
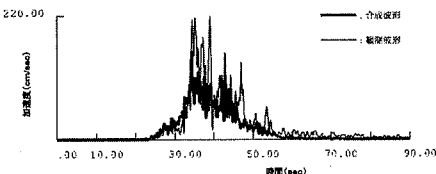


図-6 Yagi and Kikuchiによるすべり量分布<sup>7)</sup>



(a) 地震動パワーの相対比率が一樣の場合



(b) 推定した地震動パワーの相対比率による場合

図-7 加速度包絡波形の比較 (tcu068地点, NS成分)

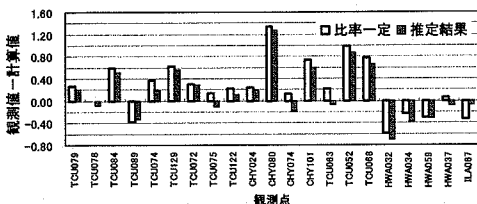


図-8 計測震度の比較

より推定した相対比率を用いて算出した計測震度の差を示す。観測値は水平2成分の平均値である。各観測地点の地盤条件の影響を考慮していないため、EMPRによる計測震度算定結果が観測値を的確に算定できていない地点がいくつか見られる。しかし、得られた地震動パワーの相対比率を用いて計測震度を算定することで、相対比率を一定で算出するよりも観測値に近づいていることがわかる。

#### 4. 周波数帯域を考慮した震源過程推定法

3章の加速度包絡波形のインバージョンでは、推定した地震動パワーの相対比率により算定した波形が観測波形に近づいていることが確認できたが、着目する周波数帯域に起因すると推察されるアスペリティの違いも見られた。着目する周波数帯域のアスペリティの違いを明らかにし、周波数帯域ごとのアスペリティに基づく地震動予測を行うことで、震源域近傍の地震動をよりの確に表すことが期待できる。そこで本章では、EMPRにより得られる周波数ごとの地震動パワーの時刻歴を表す非正常パワースペクトル<sup>6)</sup>に着目し、周波数帯域ごとの地震動パワーの相対比率を推定する手法について述べる。

周波数帯域を考慮した震源過程の推定手順を図-9に示す。おおまかな推定手順は図-2と同じであるので、ここでは太枠で示す周波数帯域を考慮した地震動パワーの時刻歴算定手順を示す。

- i) 想定断層を小断層に分割し、EMPRにより小規模断層破壊による非正常パワースペクトル  $G_s(t, 2\pi f)$  と各小断層の  $G_s(t, 2\pi f)$  を合成した非正常パワースペクトル  $G_{syn}(t, 2\pi f)$  を求める。
- ii) 周波数ごとに算出した非正常パワースペクトルから、次式により着目する周波数帯域を考慮した地震動パワーの時刻歴を求める。

$$H(t, f_i, f_u) = \int_{f_i}^{f_u} \sqrt{4\pi \cdot G(t, 2\pi f)} df \quad (7)$$

ここに、 $H(t, f_i, f_u)$  は周波数帯域  $f_i \leq f \leq f_u$  における地震動パワーの時刻歴、 $G(t, 2\pi f)$  は時刻  $t$ 、周波数  $f$  の非正常パワースペクトル、 $f_i, f_u$  はそれぞれ着目する周波数帯域の下限値、上限値である。

式(7)により、各小規模断層による周波数帯域  $f_i \leq f \leq f_u$  における地震動パワーの時刻歴  $H_s(t, f_i, f_u)$  とそ

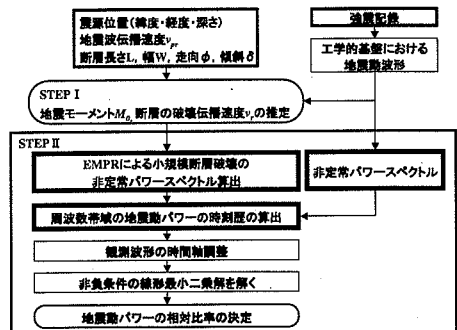


図-9 周波数帯域を考慮した震源過程の推定手順

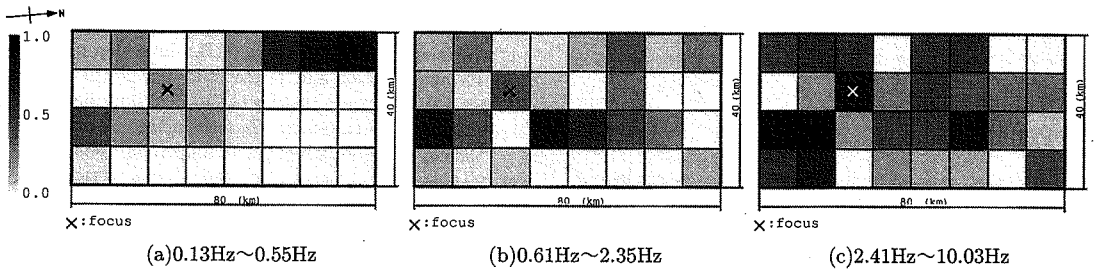


図-10 周波数帯域ごとの地震動パワーの相対比率

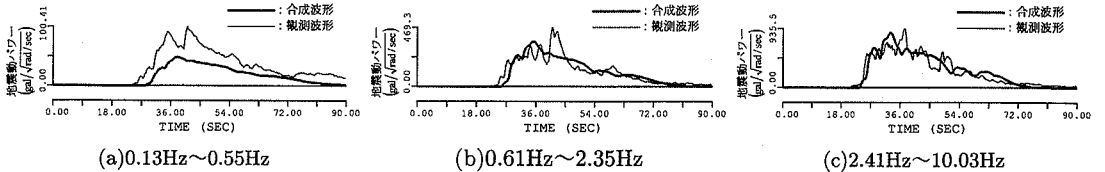


図-11 地震動パワーの時刻歴の比較：地震動パワーの相対比率が一樣の場合 (tcu122 地点, NS 成分)

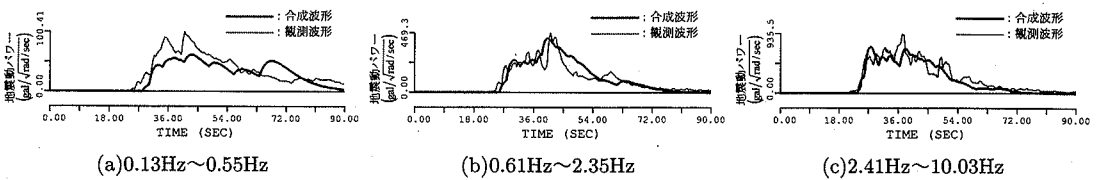


図-12 地震動パワーの時刻歴の比較：推定した地震動パワーの相対比率による場合 (tcu122 地点, NS 成分)

れを合成した  $H_{syn}(t, f_l, f_u)$  が算出される。同様に観測記録から算出した非定常パワースペクトルを用いて、式(7)により  $H_o(t)$  を求める。以下、図-9 の手順に従い、 $H_{syn}(t)$ 、 $H_o(t)$  の時間軸調整を行った後、式(6)により着目する周波数帯域の地震動パワーの相対比率  $r$  を最小二乗法により求める。

### 5. 周波数帯域に着目した地震動パワーの相対比率推定結果

3章と同様に、図-1の断層パラメータと1999年台湾集地震の観測記録を用いて、周波数帯域を考慮した地震動パワーの時刻歴によるインバージョン結果を示す。インバージョンにより推定した周波数帯域ごとの地震動パワーの相対比率を図-10に示す。周波数帯域は、(a)低周波数帯域(0.13~0.55Hz)、(b)中周波数帯域(0.61~2.35Hz)、(c)高周波数帯域(2.41~10.03Hz)の3区分とした。図-10より、着目する周波数帯域により地震動パワーの分布形状が大きく異なることがわかる。図-10(a)に示す低周波数帯域の推定結果と図-6の変位波形による解析結果を比較すると、断層右上部の大きなアスペリティをよく再現できていることが確認できる。同様に図-10(c)に示す高周波数帯域の推定結果では、加速度包絡波形による図-5の推定結果とほぼ同じ分布形状であることがわかる。

周波数帯域を考慮した地震動パワーの時刻歴を観測記録と比較した結果を図-11、図-12に示す。相対比率を一定で合成した図-11よりも、インバージョン結果を用いて合成した図-12の方が観測波形に近づいていること

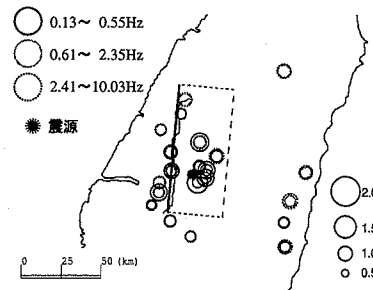


図-13 観測地点ごとの推定誤差

がわかる。

次に、周波数帯域を考慮したインバージョン結果について、式(8)により観測地点ごとに誤差評価を行った。

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \{(H_{oi} - H_{syni}) / H_{oi}\}^2}{n}} \quad (8)$$

ここに、 $\varepsilon$ は着目する周波数帯域の観測波形に対する推定誤差、 $n$ は時間軸上のデータ数、 $H_{oi}$ は時刻*i*番目における観測記録の周波数帯域を考慮した地震動パワー、 $H_{syni}$ はインバージョン結果により合成した周波数帯域を考慮した地震動パワーである。

図-13に、求めた推定誤差を観測地点ごとに示す。図中の円は誤差の大きさを表す。断層面上のいくつかの地点で低周波数帯域の誤差が中・高周波数帯域と比べて大きくなったが、他の地点では着目する周波数帯域や観測点に関係なく、同程度の精度であることがわかる。低周波数帯域の誤差については、地表の観測記録を解析に用

いたことが原因で、表面波成分の卓越した地点で誤差が大きくなっていることも考えられる。

## 6. おわりに

本研究では、EMPRに基づいて算定した合成波形のインバージョンによる震源過程推定法を検討した。EMPRにより算出される加速度包絡波形または周波数帯域を考慮した地震動パワーの時刻歴を用いて、アスペリティに相当する地震動パワーの相対比率を推定した。以下に結果を要約する。

- (1) 加速度包絡波形のインバージョンによる震源過程推定法を検討し、1999年台湾集集地震で得られた観測記録に適用した。推定した地震動パワーの相対比率をYagi and Kikuchiの解析結果と比較すると、着目する周波数帯域の違いによると思われる分布形状の違いが見られたが、推定結果に基づき算定した計測震度が観測値に近づいていることが確認できた。
- (2) 周波数帯域を考慮した地震動パワーの時刻歴によるインバージョンについて検討し、(1)と同様に1999年台湾集集地震の記録に適用した。その結果、着目する周波数帯域により断層面上の地震動パワーの分布形状が大きく異なることが確認できた。また、観測地点ごとに推定誤差を評価した結果、いくつかの観測地点で着目する周波数帯域による精度の違いが見られたが、おおむね同程度の精度であることが確認できた。

本研究で扱った強震記録は、1999年台湾集集地震におけるものであり、そのほとんどが堆積地盤上の記録である。従って、観測地点ごとの地盤条件を考慮していないための推定誤差もある程度含まれている。今後観測地点の詳細な地盤データが得られた場合、地盤震動解析により基盤地震動を算定したデータを用いてインバージョンを行い、地表の記録による推定結果と比較し、個々の観測地点の特性がインバージョン結果に及ぼす影響を検証できると考えられる。また、観測地点の選定方法が推定結果に及ぼす影響について検討していく必要がある。さらに、周波数帯域ごとに異なるアスペリティを用いた地震動予測法を検討し、周波数帯域を分割することでどの程度精度が向上するかについても検討を行う必要がある。

## 参考文献

- 1) Hartzell, S.H. and Heaton, T.H.: Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, No.6, pp.1553-1583, 1983.
- 2) Kakehi, Y. and Irikura, K.: Estimation of High-Frequency Wave Radiation on the Fault Plane by the Envelope Inversion of Acceleration Seismograms, *Geophys. J. Int.* 125, pp.892-900, 1996.
- 3) Nakahara, H., Nishimura, T., Sato, H. and Ohtake, M.: Seismogram Envelope Inversion for Spatial Distribution of High-frequency Energy Radiation from the Earthquake Fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, *Journal of Geophysical Research*, Vol.103, No.B1, pp.855-867, 1998.10.
- 4) Nakahara, H., Sato, H., Ohtake, M. and Nishimura, M.: Spatial Distribution of High-Frequency Energy Radiation on the Fault of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu, Japan, Earthquake (Mw6.9) on the Basis of the Seismogram Envelope Inversion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 89, No.1, pp.22-35, 1999.2.
- 5) Sugito, M., Furumoto, Y. and Sugiyama, T.: Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, *12th World Conference on Earthquake Engineering*, 2111/4/A, CD-ROM, 2001.
- 6) 亀田弘行: 強震地震動の非定常パワースペクトルの算出法に関する一考察, 土木学会論文報告集, 第235号, pp.55-62, 1975.3.
- 7) Yagi, Y. and Kikuchi, M.: Spatiotemporal Distribution of Source Rupture Process for 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake (Revise), <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/taiwan/taiwan.html>
- 8) 久世益充, 杉戸真太, 能島楊呂, 古本吉倫: 断層の破壊方向を考慮した即時広域強震動分布推定法の検討, JCOSAR2000 論文集, pp.229-236, 2000.11.
- 9) Wesnousky, S. G., Scholz, C. H. and Shimazaki, K.: Deformation of an island arc: rates of moment release and crustal shortening in intra-plate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, *Journal of geophysical Research*, Vol. 87, pp.6829-6852, 1982.
- 10) 菊地正幸, 山中佳子: EIC 地震学ノート, No.66, [http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC\\_News/990921.html](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/990921.html)
- 11) 柳谷俊, 塚田和彦: 離散インパース理論, 古今書院, pp.109-132, 1997.
- 12) CWB: CWB Free-Field Strong-Motion Data from the 921 Chi-Chi Earthquake: Volume 1, Digital Acceleration Files on CD-ROM, 1999.12.

(2003.6.23 受付)

## INVERSION OF SOURCE PROCESS IN CONSIDERATION OF FILTERED-ACCELERATION POWER TIME HISTORIES

Masumitsu KUSE, Masata SUGITO, Nobuoto NOJIMA and Kenji YAGYUU

An inversion of source process in consideration of the envelope of filtered-acceleration time histories has been performed for real-time prediction of seismic intensity distribution. On the basis of the earthquake motion prediction model, EMPR, this method estimates the relative contribution ratio of seismic power on the fault plane. The technique has been applied to the 1999 Chi-Chi Taiwan Earthquake, and the frequency-dependent asperity was demonstrated.